

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2023.0144

ZHANG Fawei, YI Lübei, GUO Xiaowei, et al. Simulation of soil water storage and flux of alpine meadow using SHAW model on the Qilian Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2023, 45(6):1887-1896. [张法伟, 仪律北, 郭小伟, 等. 基于SHAW模型的祁连山高寒草甸土壤水分储量及通量的模拟研究[J]. 冰川冻土, 2023, 45(6):1887-1896.]

基于SHAW模型的祁连山高寒草甸土壤水分储量及通量的模拟研究

张法伟^{1,2}, 仪律北³, 郭小伟², 杨永胜², 李杰霞², 曹广民², 李英年^{1,2}

(1. 中国科学院三江源国家公园研究院, 青海 西宁 810008; 2. 中国科学院西北高原生物研究所 高原生物适应与进化重点实验室, 青海 西宁 810008; 3. 青海省林业和草原局 林业碳汇服务中心, 青海 西宁 810008)

摘要: 高寒草甸是祁连山国家公园青海片区的重要植被类型之一, 量化该下垫面土壤水分储量及交换过程是评估区域水源涵养功能的关键科学基础。基于2017年8月1日至2018年7月31日的祁连山南麓高寒草甸生态系统水热特征的连续观测数据, 对SHAW(simultaneous heat and water)模型进行了参数优化, 分析了0~100 cm土壤水分储量及通量的变化特征及环境影响。结果表明: SHAW模型可以相对准确地模拟高寒草甸土壤温、湿的季节变化特征, 土壤水分的模拟效果略好于土壤温度的模拟效果。日均0~100 cm土壤水分储量(SWS_{0-100})为 $(274.99 \pm 19.57, \text{平均值} \pm \text{标准差}) \text{ mm}$, 5—10月植被生长季的平均 SWS_{0-100} 较非生长季低21.92 mm。 SWS_{0-100} 的季节变异主要受控于群落叶面积指数的正效应和蒸散发的负效应, 二者通过调控浅层(0~20 cm)和中层(20~60 cm)土壤水分储量间接影响 SWS_{0-100} 。日均0~100 cm土壤水分通量(SWF_{0-100})为 $(0.16 \pm 9.52) \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 表现为向下传输。生长季和非生长季的 SWF_{0-100} 均值分别为3.27和-3.23 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。降水和土壤温度梯度通过驱动浅层、中层土壤水分通量和深层(60~100 cm)土壤水分通量间接影响 SWF_{0-100} 。研究结果可为科学评估祁连山高寒草甸水源涵养功能提供数据支撑和理论依据。

关键词: 高寒草甸; 土壤水分储量; 土壤水分通量; SHAW模型; 结构方程模型

中图分类号: P437 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2023)06-1887-10

0 引言

土壤水是土壤-植被-大气连续体的主要组成, 也是四水(地表水、地下水、大气水和土壤水)转换的纽带及土壤系统内物质和能量交换的载体^[1], 对区域水资源的形成、保持与转换具有重要意义^[2]。祁连山国家公园地处青藏高原东北部, 总面积5.02万 km^2 , 是河西走廊主要内陆河的发源地和黄河流域重要的水源产流地^[3]。高寒草甸是祁连山国家公园青海片区重要的植被类型和区域水文调节功能发挥的载体^[4-6], 频繁发生的夏季融化、冬季冻结的冻融循环是其地表显著的物理特征之一^[7-8]。冻融

过程导致土壤水热特性的变化会直接影响到下垫面水源涵养功能的质量和状况^[9-10], 是高寒地区地表水循环的关键过程之一^[11-12], 对植被群落演替及生态系统稳定性维持具有重要的影响^[13-14]。因此, 深入研究冻融过程对土壤水分储量及交换的影响机制是量化高寒草甸水源涵养功能的基础和认知区域土壤水分植被承载力的关键^[15-17], 也是评估中下游的水资源安全的科学支撑^[18-19], 具有重要的理论价值和现实意义。

土壤水分储量及通量是土壤水势对水分运移的综合作用结果^[2], 受到降水、蒸散发和土壤渗漏及

收稿日期: 2022-03-25; 修订日期: 2022-06-01

基金项目: 中国科学院-青海省人民政府三江源国家公园联合研究专项(LHZX-2020-07); 国家重点研发计划项目(2017YFA0604802); 国家林业和草原局经济发展研究中心业务委托项目(JYFL-2021-00020); 国家自然科学基金项目(41730752; 41877547); 青海省科技成果转化专项(2020-SF-145)资助

作者简介: 张法伟, 副研究员, 主要从事高寒草地碳水过程研究. E-mail: mywing963@126.com

冻融过程的强烈影响^[20-21]。基于涡度相关技术的研究表明高寒草甸蒸散发的季节变异主要受辐射有效能控制,和降水量基本持平^[22-23]。深层(100 cm)土壤渗漏量约相当于年降水的5%^[24]。高寒草甸植被生长季土壤水分储量呈现出双峰型季节变化,密切相关于土壤温度^[25-26],与降水的关系存在时间尺度效应^[12,21]。由于自动观测技术无法测定土壤中固态水含量,加之冻融过程的复杂性,冻融期土壤水分交换过程是目前高寒草地生态水文学研究的难点和热点之一^[13,19]。由于冻土具有较高的导热性和较低的导水性^[21,24],在温度梯度及水分相变所导致的土壤水势变化的驱动下,土壤水分向冻结峰或融化峰汇聚^[27]。同时,冻融期中土壤水势的温度效应十分显著^[28],土壤水热传输强烈耦合,进一步增加了高寒草甸土壤水分储量及通量对冻融过程响应研究的难度^[19,27-29]。基于水热传输的模型模拟成为研究冻融期水热交换过程的重要手段^[8,27,30]。相关研究表明,SHAW模型综合考虑了冻融期土壤水热物理传输过程,对冻融阶段土壤水分的模拟结果更接近于实际观测^[30],能够较好地模拟高寒草地土壤水热交换^[8,26,29]。但早期研究多偏重于模型的评估和改进,少有应用模型探讨高寒草地土壤水分储量及通量的变化特征。因此,以祁连山东段冷龙岭南麓的高寒草甸为对象,在SHAW模型参数本地化的基础上,研究冻融期0~100 cm土壤水分储量及通量的季节变化特征和环境调控过程,以期为祁连山国家公园高寒草甸土壤水源涵养功能评估提供数据支撑和理论依据。

1 数据与方法

1.1 研究区域和数据来源

研究区位于青海海北高寒草地生态系统国家野外科学观测研究站(简称海北站,37°37' N,

101°19' E,海拔3 200 m)。海北站地处青藏高原东北隅祁连山东支冷龙岭南麓,为典型的高原大陆性气候,年均气温和降水分别为-1.7℃和580 mm,雨热同季^[31]。植被类型为禾草-矮嵩草草甸,优势种为矮生嵩草(*Kobresia humilis*)、垂穗披碱草(*Elymus nutans*)、异针茅(*Stipa aliena*)、麻花苣(*Gentiana straminea*)和黄花棘豆(*Oxytropis ochrocephala*)等。植被地上净初级生产力和0~40 cm地下根系现存量分别约为400 g·m⁻²和3 200 g·m⁻²,其中约90%的根系集中在0~20 cm土层中,形成草毡层^[31]。土壤类型为高山草甸土,发育相对年轻,粗骨性强。由于地表草毡层具有较高的导水性和较低的导热性,土壤水热特性具有显著的垂向分层特异性^[12]。

研究区地势平缓开阔,系统水热状况由相关仪器自动监测(表1)。土壤水热数据观测频率为30 min(CR800, Campbell, 美国)。同时,基于涡度相关技术对下垫面与大气间的水热交换进行连续观测。涡度相关系统距离土壤水热观测点约100 m,采样频率为10 Hz。利用EddyPro 7.06(Li-Cor, 美国)对10 Hz高频数据进行二次坐标选择、除趋势和WPL密度校正,输出潜热通量、显热通量、风速、风向及空气温湿等30 min平均值。同时利用CM11观测1.5 m高度处的太阳短波辐射。群落叶面积指数(LAI)来源于MODIS发布的陆地植被产品(MOD15A2)。LAI以通量塔为中心,空间和时间分辨率分别为250 m×250 m和8 d,来自于美国橡树岭国家实验室的分布式主动存档中心(Distributed Active Archive Center, Oak Ridge National Laboratory, <http://daac.ornl.gov/MODIS/modis.html>),用于提供SHAW模型中植被生长的LAI信息。土壤水热、潜热通量、显热通量及其他气象因子也集成为8 d的时间序列以进行后续分析。

表1 研究区系统水热状况的观测信息
Table 1 The observation information of hydrothermal feature in the study site

观测项目	观测指标	观测仪器	埋设深度/观测高度/cm
土壤水热观测	土壤温度	Hydra II, Stevens, 美国	5、10、15、20、30、40、50、60、80和100
	土壤体积含水量		
涡度相关系统	空气温度	LI-7500A, Li-COR, 美国	220
	空气湿度	LI-7500A, Li-COR, 美国	220
	风速、风向	CSAT-3, Campbell, 美国	220
	潜热通量	LI-7500A + CSAT-3	220
	显热通量		220
	太阳短波辐射	CM11, Kipp&Zonen, 荷兰	150

1.2 模型介绍和参数率定

SHAW 模型为 Flerchinger 和 Saxton 于 1989 年开发的一维水热耦合模型,该模型基于表面边界层的能量平衡原理及在土壤-植被-大气连续体中的水热物理传输过程,采用隐式有限差分公式表述土壤的水热交换,然后通过 Newton-Raphson 迭代求解^[20],已成为冻土区陆面过程研究的常用手段之一^[8,26,29]。由于观测仪器无法测定土壤中固态水含量,只有生长季土壤体积含水量的观测值才能代表土壤全部含水量,方可满足 SHAW 模型初始和结束时段约束数据的模拟要求,因此本研究利用 2017 年 8 月 1 日至 9 月 30 日和 2018 年 6 月 1 日至 7 月 31 日的土壤水热观测数据作为模型的初始和结束数据,以 2017 年 8 月 1 日至 2018 年 7 月 31 日的逐时气象数据[气温、相对湿度、风速、降水、新雪密度(设定为 0,模型依据气温计算)和太阳辐射]作为强迫资料,进行 SHAW 模型模拟研究。根据研究区特征,将坡度、坡向、地表粗糙度分别设置为 0°、0°和 1.0 cm。0~100 cm 土壤被分为 11 层,分别为 0、5、10、15、20、30、40、50、60、80 cm 和 100 cm,土壤水热参数设置详见表 2。其中砂粒、粉粒、黏粒、有机质含量和容重等指标来自于站点的长期监测数据^[32],饱和导水率、空气进入势、饱和含水量和孔径指数首先根据文献资料设定初始值^[8,29-30],然后根据 SHAW 模型土壤水热的拟合值与观测值的接近程度进行参数优化。干土和植被反照率分别为 0.35

和 0.25^[22]。植被最小气孔阻抗设置为 380 s·m⁻¹^[23]。由于是冬季牧场,没有考虑植被残留层,生长季的植被高度、地上生物量和 LAI 等参数来自观测数据,叶片宽度、丛生参数和有效根深则为经验值,分别设置为 1.0、0.9 cm 和 45 cm。其余部分参数选取模型提供的建议值。采用 SHAW 3.0.2 (<https://www.ars.usda.gov/pacific-west-area/boise-id/north-west-watershed-research-center/docs/shaw-model/>) 进行模拟研究。土壤水分储量(SWS)和水分通量(SWF)分别表示土壤中液态水与固态水的水分总量和液态水与气态水的累计交换量^[20],为参数优化后 SHAW 模型的输出结果。其中土壤固态水含量是土壤水势和温度的函数,通过设定冻结温度依据能量守恒计算而来。SWS₀₋₁₀₀为 0~100 cm 土壤剖面 SWS 与土壤深度的积分,SWF₀₋₁₀₀为土壤剖面 SWF 的累计值,以表征水分的交换强度^[20]。依据高寒草甸植物根系和土壤水热分层特性,将 0~20 cm、20~60 cm 和 60~100 cm 依次划分为浅层、中层和深层土壤^[25],分别用 0、5、10、15、20 cm 和 30、40、50、60 cm 及 80、100 cm 的平均值表示浅层和中层及深层土壤温湿性状。浅层土壤水分储量(SWS₀₋₂₀)、中层土壤水分储量(SWS₂₀₋₆₀)和深层土壤水分储量(SWS₆₀₋₁₀₀)分别是浅层、中层、深层土壤水分储量之和,浅层土壤水分通量(SWF₀₋₂₀)、中层土壤水分通量(SWF₂₀₋₆₀)及深层土壤水分通量(SWF₆₀₋₁₀₀)分别浅层、中层、深层土壤的土壤水分通量之和。

表2 SHAW 模型各层土壤节点参数
Table 2 The soil parameters of the SHAW model at different soil nodes

土壤深度/ m	砂粒含 量/%	粉粒含 量/%	黏粒含 量/%	有机质含 量/%	容重/(kg·m ⁻³)	饱和导水率/ (cm·h ⁻¹)	空气进入势/ m	饱和含水量/ (m ³ ·m ⁻³)	孔径指数
0.00	39.60	55.50	4.90	18.29	750.00	9.50	-0.03	0.50	3.50
0.05	39.60	55.50	4.90	13.29	850.00	7.80	-0.55	0.50	3.50
0.10	44.45	49.30	6.25	9.31	950.00	5.50	-0.60	0.45	4.50
0.15	49.30	43.10	7.60	5.32	1 110.00	2.50	-0.12	0.45	4.00
0.20	34.00	56.35	9.65	4.34	1 110.00	1.50	-0.92	0.42	5.50
0.30	18.70	69.60	11.70	3.35	1 120.00	1.00	-0.42	0.42	5.20
0.40	18.63	68.10	13.27	2.80	1 130.00	0.50	-0.85	0.40	5.80
0.50	18.57	66.60	14.83	2.25	1 130.00	0.50	-1.75	0.35	7.10
0.60	18.50	65.10	16.40	1.70	1 130.00	0.50	-0.70	0.35	5.70
0.80	22.20	61.03	16.77	1.44	1 130.00	0.50	-0.85	0.35	6.50
1.00	25.90	56.97	17.13	1.19	1 130.00	0.50	-0.05	0.20	6.50

1.3 模型评估和统计方法

利用统计学参数,如水热观测值与模拟值的决定系数(R²)、均方根误差(RMSE)和平均绝对误差

(MAE)评价 SHAW 模型模拟效果^[7,29]。在 8 d 时间尺度上,利用结构方程模型评估环境因子对 0~100 cm 土壤水分储量(SWS₀₋₁₀₀)及水分通量(SWF₀₋₁₀₀)的驱

动过程及相对强度。结构方程模型是在对整体模型拟合和判断的基础上,阐释多因子之间相互关系的一种多元统计分析方法,在近年来的相关研究中应用广泛^[23,33]。根据相关研究结果^[25],SWS₀₋₁₀₀的主要影响因子包括气温(T_a)、降水(Rain)、蒸散发(LE)、LAI、SWS₀₋₂₀、SWS₂₀₋₆₀及土壤温度(T_{s20-60})、SWS₆₀₋₁₀₀及土壤温度($T_{s60-100}$);SWF₀₋₁₀₀的主要影响因子包括Rain、 T_a 与浅层土壤的温度梯度 $[\Delta(T_a-T_{s0})]$ 、浅层与中层土壤温度梯度 $[\Delta(T_{s0}-T_{s20})]$ 、中层与深层土壤温度梯度 $[\Delta(T_{s20}-T_{s60})]$ 、SWF₀₋₂₀、SWF₂₀₋₆₀及SWF₆₀₋₁₀₀。基于结构方程模型中的标准作用系数和作用路径表征环境因子对SWS₀₋₁₀₀和SWF₀₋₁₀₀的相对强度和驱动过程。结构方程模型在R 4.0.3^[34]平台上利用piecewiseSEM^[35]软件包实现。缩写SWS₀₋₂₀、SWS₂₀₋₆₀、SWS₆₀₋₁₀₀和SWS₀₋₁₀₀分别是0~20、20~60、60~100 cm和0~100 cm土壤水分储量;LAI为群落叶面积指数;Rain为降水量; T_a 为气温;LE为蒸散发; T_{s20-60} 为20~60 cm土壤温度; $T_{s60-100}$ 为60~100 cm土壤温度;SWF₀₋₂₀、SWF₂₀₋₆₀、SWF₆₀₋₁₀₀和

SWF₀₋₁₀₀分别是0~20、20~60、60~100 cm和0~100 cm土壤水分通量; $\Delta(T_a-T_{s0})$ 为 T_a 与 T_{s0-20} 差值; $\Delta(T_{s0-20}-T_{s20-60})$ 为 T_{s0-20} 与 T_{s20-60} 差值; $\Delta(T_{s20-60}-T_{s60-100})$ 为 T_{s20-60} 与 $T_{s60-100}$ 差值。

2 结果与分析

2.1 强迫资料概况

研究时段的日均 T_a 和累计Rain分别为 $-1.30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和494.4 mm。日均太阳短波辐射(Swin)和相对空气湿度(RH)分别为 $194.24\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和63.6%,均表现出植被生长季(5—10月)较高而非生长季(11月—翌年4月)较低的季节动态(图1)。浅层、中层和深层的日均 T_s 分别为 2.85 、 $2.61\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $2.38\text{ }^{\circ}\text{C}$, T_s 表现出随土壤深度(x)增加而指数下降的特征($T_s=3.76\times(1-x)^{-0.10}$, $R^2=0.63$, $P<0.01$)。浅层、中层和深层的日均土壤液态水含量(SWC)分别为 0.22 、 0.25 和 $0.17\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$,除在15 cm $[(0.15\pm0.08)\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}]$ 和100 cm $[(0.09\pm0.03)\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}]$ 处较低外,其余各层稳定在 $0.22\sim0.27\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 之间。 T_s 和SWC的

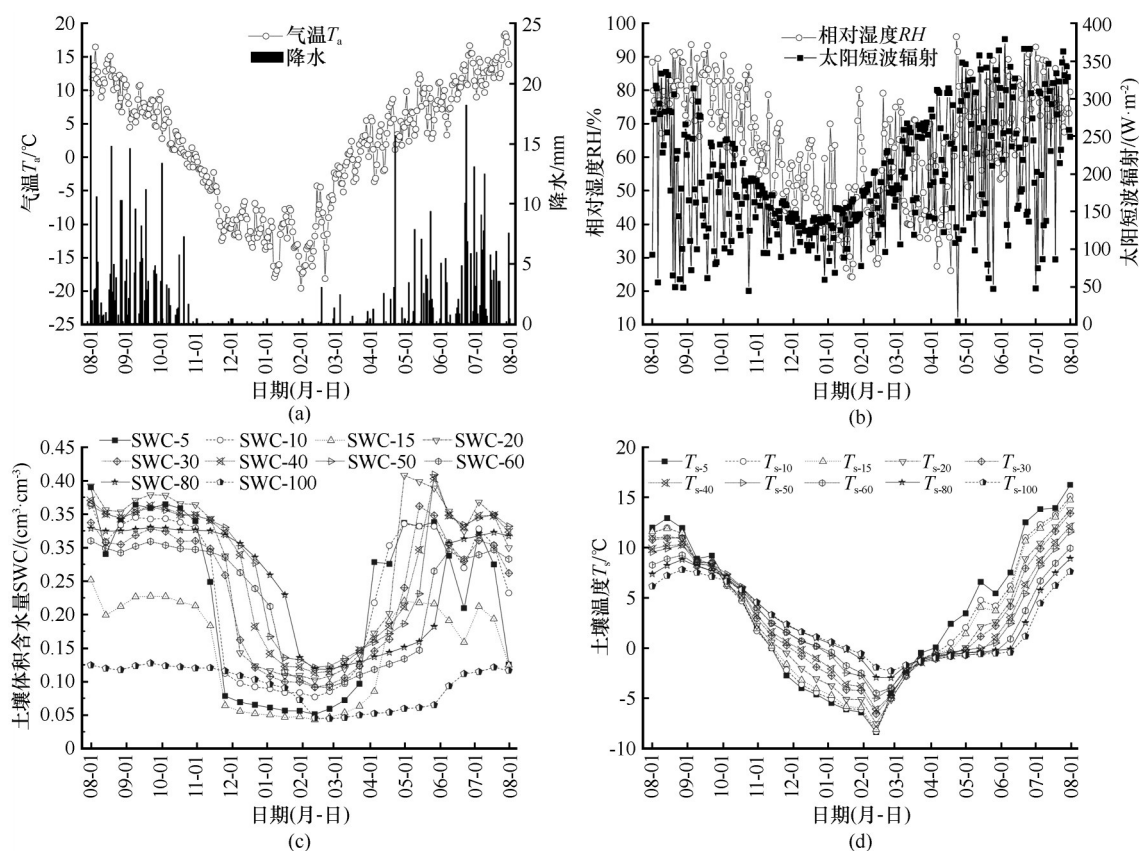


图1 2017年8月1日—2018年7月31日空气温度和降水(a)、相对湿度和太阳短波辐射(b)、土壤体积含水量(c)和土壤温度(d)的季节特征

Fig. 1 Seasonal variations of air temperature (T_a) and precipitation (Rain) (a), relative humidity (RH) and solar radiation (Swin) (b), volumetric soil water content (SWC) (c), and soil temperature (T_s) (d) from August 1, 2017 to July 31, 2018

变异系数(CV)分别平均为40.1%和200.0%,均随着土壤深度增加而指数下降($R^2>0.79, P<0.001$)。值得说明的是,相邻深度的 T_s 和SWC的相关系数均大于0.95,表明土壤水热具有显著的层次相关性。

2.2 SHAW模型效果评价

逐日SWC和逐日 T_s 的模拟值和实测值的对比结果表明,模型对SWC的模拟效果较好, R^2 在0.80以上, RMSE和MAE分别小于 $0.05\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 和

$0.03\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ (表3)。模型对 T_s 的模拟效果随土壤深度增加而降低, R^2 平均为0.71, RMSE和MAE分别平均为 $2.78\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $2.11\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。SHAW模型模拟的日均显热通量和潜热通量分别为 $(29.8\pm17.3)\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $(45.2\pm42.9)\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,较涡度相关技术观测值分别高约4.2%和1.3%。模型对潜热通量的模拟效果好于显热通量, R^2 分别为0.81和0.14(图2), RMSE分别为 $18.67\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $15.97\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

表3 SHAW模型对各节点土壤温度和土壤水分的模拟效果的统计参数
Table 3 Statistical parameters of the simulation performance of the estimated soil temperature and volumetric soil water content at each node with the SHAW model

统计参数		土壤深度/m										
		0.00	0.05	0.10	0.15	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.80	1.00
决定系数(R^2)	土壤温度/ $^{\circ}\text{C}$	0.92	0.85	0.83	0.84	0.76	0.74	0.71	0.63	0.55	0.45	0.49
	土壤水分/ $(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	0.85	0.90	0.90	0.90	0.87	0.84	0.85	0.82	0.80	0.86	0.85
均方根误差(RMSE)	土壤温度/ $^{\circ}\text{C}$	2.88	2.78	2.74	2.58	2.91	2.84	2.79	2.91	2.89	2.83	2.44
	土壤水分/ $(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	0.05	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.05
平均绝对误差(MAE)	土壤温度/ $^{\circ}\text{C}$	2.26	2.13	2.12	1.94	2.27	2.10	2.10	2.19	2.22	2.13	1.80
	土壤水分/ $(\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3})$	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03

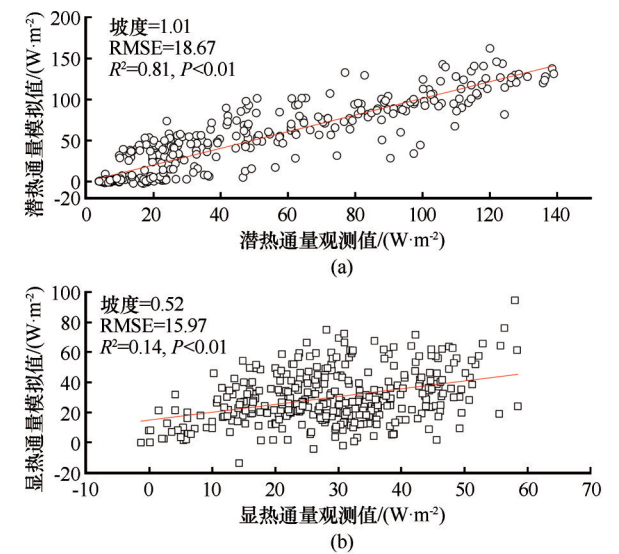


图2 热量通量的涡度相关技术观测值与SHAW模型模拟值的关系:潜热通量(a),显热通量(b)
Fig. 2 Relationships between the simulated heat flux with SHAW model and the observed heat flux with eddy covariance techniques: Latet heat flux (a), sensible heat flux (b)

2.3 土壤水分储量的季节特征及环境影响

日均 SWS_{0-100} 为 $(274.99\pm19.57)\text{ mm}$,表现出生长季低(264.51 mm)而非生长季高(286.42 mm)的季节特征,最低值(224.20 mm)和最高值(298.67 mm)分别出现在6月初和1月初(图3),变异系数(CV)为7.1%。日均 SWS_{0-20} 和 SWS_{20-60} 分别为

$(59.39\pm9.07)\text{ mm}$ 和 $(134.25\pm12.37)\text{ mm}$,也表现出生长季低而非生长季高的趋势。 SWS_{60-100} 平均为 $(81.35\pm5.72)\text{ mm}$,但表现出生长季高(84.22 mm)而非生长季低(78.22 mm)的特征。 SWS_{0-20} 、 SWS_{20-60} 和 SWS_{60-100} 的CV分别为15.3%、9.2%和7.0%,随土壤深度增加而降低。 SWS_{0-20} 和 SWS_{20-60} 的CV在生长季和非生长季差别较小,分别平均为10.1%和7.4%,但生长季 SWS_{60-100} 的CV为7.3%,远高于非生长季的3.8%。

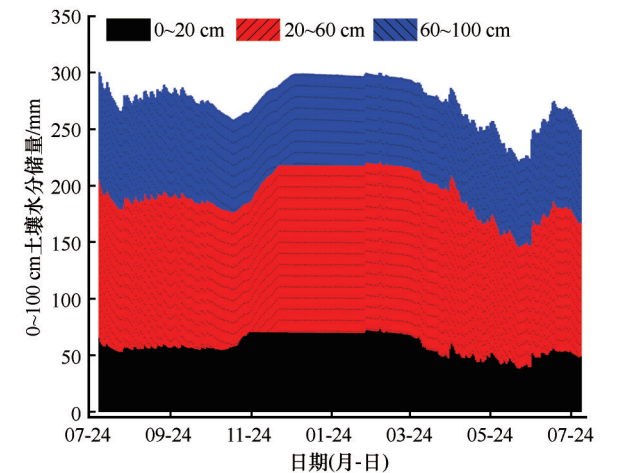
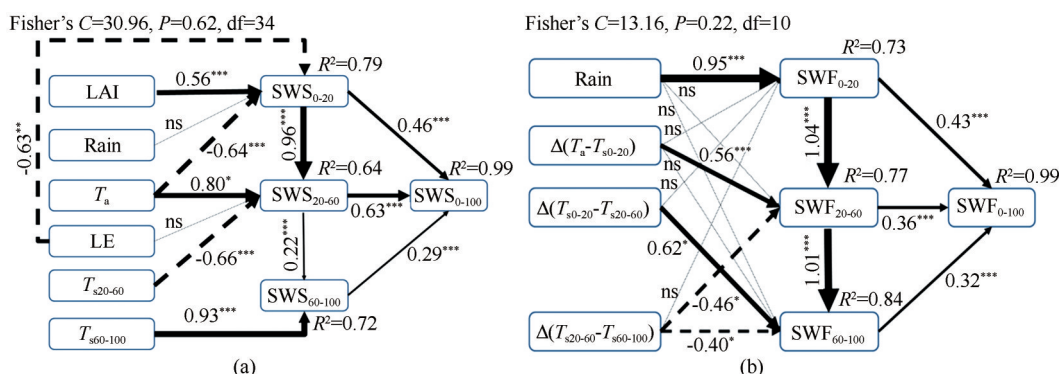


图3 高寒草甸不同层次土壤水分储量的季节变化
Fig. 3 Seasonal variations of soil water storage of different layers in the alpine meadow

SWS_{0-100} 的结构方程模型表明,其季节变异主要受 SWS_{20-60} 和 SWS_{0-20} 调控,其标准作用系数分别为 0.63 和 0.46 [图 4(a)],二者可解释 SWS_{0-100} 季节变异的 91.4%。 SWS_{0-20} 与 LAI 正相关,与 T_a 和 LE 负相关,但 LAI、 T_a 和 LE 的作用强度基本相当。 SWS_{20-60} 主要受 SWS_{0-20} 、 T_a 和 T_{s20-60} 显著影响,其中 T_a 的正效应 (0.80) 大于 T_{s20-60} 的负效应 (-0.66)。 $T_{s60-100}$ 和 SWS_{20-60} 为 SWS_{60-100} 的主要影响因素,其中

$T_{s60-100}$ 正效应的标准作用系数为 0.93,远大于 SWS_{20-60} 的正效应。整体上看,LE 和 LAI 对 SWS_{0-100} 的综合效应最大,分别为 -0.67 和 0.59,LE 主要通过 SWS_{0-20} (-0.29) 和 SWS_{20-60} (-0.38) 的负效应而 LAI 则通过对 SWS_{0-20} (0.25) 和 SWS_{20-60} 的正效应 (0.34) 影响 SWS_{0-100} 。 T_a 对 SWS_{0-100} 的整体效应为 -0.12。值得注意的是,在 8 d 时间尺度上,研究时段内降水对 SWS 的季节变异无显著影响。



注: 实线表示显著正效应, 虚线表示显著负效应, 点线表示不显著。线段上的数字为标准作用系数, 线段的粗细为标准作用系数的 10 倍。显著性水平用 ns 表示 ($P>0.05$), * ($P<0.05$), ** ($P<0.01$) 和 *** ($P<0.001$)。

Note: Solid (dashed) lines showed positive (negative) relationships; dotted lines showed that relationships were not statistically significant.

The numbers that annotate the arrows were the standardized path coefficients, the weight for each line was ten times the standardized coefficient. With significance levels indicated by ns ($P>0.05$), * ($P<0.05$), ** ($P<0.01$) and *** ($P<0.001$).

图 4 高寒草甸土壤水分储量(a)和土壤水分通量(b)的结构方程模型

Fig. 4 Piecewise SEM models for soil water storage (SWS) (a) and soil water flux (SWF) (b) in the alpine meadow

2.4 土壤水分通量的季节特征及环境调控

日均 SWF_{0-20} 、 SWF_{20-60} 和 SWF_{60-100} 分别为 (0.92 ± 4.88) 、 (-0.34 ± 4.09) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 (-0.19 ± 1.81) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 都表现出生长季水分通量为正而非生长季为负的季节特征, 即土壤水分在生长季向下运移, 非生长季向上汇聚 (图 5)。生长季中, SWF_{0-20} (2.85 ± 5.88 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 远高于 SWF_{20-60} (0.48 ± 5.08

$\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 和 SWF_{60-100} (0.30 ± 4.34 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)。非生长季中, SWF_{0-20} 、 SWF_{20-60} 和 SWF_{60-100} 差异较小, 分别为 (-1.18 ± 2.10) 、 (-1.24 ± 2.44) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 (-0.73 ± 2.24) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 三者平均为 (-1.05 ± 2.26) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。冻结期各层土壤水分通量基本为 0 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 但不同层次存在时间滞后, 滞后速率约为 0.56 $\text{d} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。日均 SWF_{0-100} 为 (0.16 ± 9.52) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, 在生长季和非生长季中分别为 (3.27 ± 11.74) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 和 (-3.23 ± 4.50) $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

SWF_{0-100} 的结构方程模型表明, SWF_{0-20} 、 SWF_{20-60} 和 SWF_{60-100} 对 SWF_{0-100} 的标准作用系数分别为 0.43、0.36 和 0.32, 三者作用强度基本相当 [图 4(b)]。 SWF_{0-20} 对 SWF_{20-60} 、 SWF_{20-60} 对 SWF_{60-100} 具有显著的正效应。 SWF_{0-20} 的季节变异主要受 Rain 驱动, 其标准作用系数高达 0.95。 SWF_{20-60} 主要受浅层和深层温度梯度影响, 二者标准作用系数分别为 0.56 和 -0.46。 SWF_{60-100} 主要受中层、深层土壤温度梯度影响, 二者标准作用系数分别为 0.62 和 -0.40。降水对 SWF_{0-100} 的总体作用系数为 0.99, 主要通过

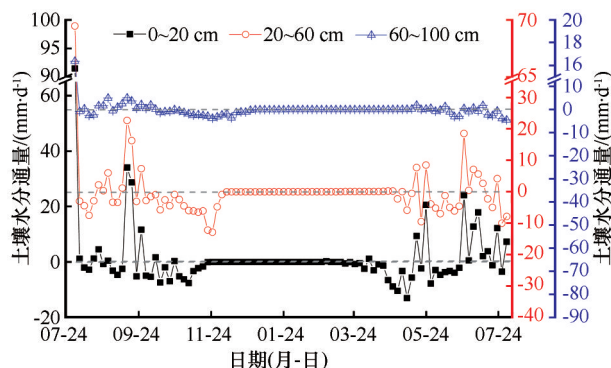


图 5 高寒草甸不同层次土壤水分通量的季节变化
Fig. 5 Seasonal variations of soil water flux of different layers in the alpine meadow

SWF_{0-20} (0.40) 和 SWF_{20-60} (0.35) 的间接效应来影响 SWF_{0-100} 。浅层、中层和深层温度梯度的标准作用系数分别为 0.38、0.20 和 -0.44。即 SWF_{0-100} 季节变异的主要影响因子是降水, 其次是深层土壤温度梯度。

3 讨论

3.1 SHAW 模型模拟效果评价

本研究 SHAW 模型对高寒草甸土壤水热变化的模拟效果相对较好, 与该模型在其他相关研究中表现 ($R^2 > 0.70$) 较为一致^[7, 26, 29], 表明 SHAW 模型适合于高寒草甸 0~100 cm 土壤水热传输的模拟, 模拟结果能够用以评估土壤水分状况。然而, 本研究 SHAW 模型对 SWC 的模拟效果略好于 T_s 的模拟效果, 这与郭林茂等^[8] 研究结果不同。一方面, 土壤水分参数的不确定性是陆面过程模型的重要限制之一^[26, 29], 本研究的一部分土壤水分参数(如容重、机械组成和有机质)是基于地面实测数据而来, 另一部分难以直接测定的参数(如孔径指数和空气进入势等)是通过降低模型模拟结果和观测数据之间的残差优化获取的, 有效地提高了 SHAW 模型对 SWC 的模拟效果^[7]。另一方面, T_s 模拟效果略差主要是由于地表(0 cm) T_s 是按照气象观测规范所测定的裸露地表 T_s , 并非有植被覆盖的真实地表 T_s , 尤其在植被生长季中二者的差异较大^[36]。而 SHAW 模型是按照土壤节点顺序进行土壤水热模拟, 在保障表层 T_s 模拟效果的基础上, 对深层 T_s 进行线性插补^[20], 导致深层 T_s 的模拟值与观测值差别较大, 即 T_s 的模拟效果随着土壤深度增加而下降, 这和唐古拉地区 SHAW 模型对土壤剖面 T_s 的模拟效果相似^[26]。 T_s 的模拟误差也影响了地气温度梯度及显热通量的模拟效果, 这与西藏那曲^[29] 和唐古拉地区^[7] 的相关研究结论一致。

3.2 土壤水分储量

由于研究区 100 cm 下土壤渗漏量很少^[24], SWS_{0-100} 主要取决于 Rain 和 LE 的平衡。 SWS_{0-100} 在生长季低而非生长季较高, 表明土壤冻结有利于土壤系统水分的保持^[10, 19], 这由于冻土具有较高的隔水特性, 限制了非生长季 LE 的过度损失^[8], 加之冻结过程对下层土壤水分具有汇聚作用^[12]。因为研究区在 6 月初的太阳辐射较强而 LAI 较小^[22], 系统获取的辐射有效能较大, 加之冻土消融提高了表层土壤水分含量, 刺激了 LE 的迅速增加^[23], 导致

SWS_{0-100} 出现低值。

SWS_{0-100} 的季节变异主要受 SWS_{0-20} 和 SWS_{20-60} 的影响, 这主要与浅层和深层水分变化较为活跃, 深层水分含量相对稳定有关^[25]。 SWS_{0-20} 受 LE 、 T_a 和 LAI 的综合影响[图 4(a)]。 LE 对 SWS_{0-20} 为负效应, 表明 LE 是 SWS_{0-20} 散失的主要途径^[22-23]。 T_a 的负效应主要由于 T_a 可以表征大气蒸发需求, 且与 LE 在季节变化上也具有显著的正相关^[22]。LAI 越大, 植被蒸腾在 LE 中占比越高, 系统可通过调节植被气孔行为控制水分散失^[22], 加之高寒植被反照率较湿润裸地高, 可以降低系统的辐射有效能及水分的过度消耗^[23], 有利于浅层土壤水分保持。 SWS_{20-60} 主要受 SWS_{0-20} 的正效应影响, 因为二者水分储量的季节变化具有一致性 ($R^2 = 0.50$, $P < 0.01$)。由于 SWS_{60-100} 的季节变异主要受控于生长季 SWS_{60-100} 的变异, 而后者与生长季 $T_{s60-100}$ 显著正相关 ($R^2 = 0.73$, $P < 0.001$), 进而导致 SWS_{60-100} 的季节变异与 $T_{s60-100}$ 正相关, 这也与相邻区域高寒灌丛草甸的研究结果一致^[21]。降水对 SWS_{0-100} 在 8 d 时间尺度上的季节变异无显著作用, 一方面由于年降水的 85% 集中在植被生长季, 且以小降水 ($< 3.0 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$) 事件为主, 加之高原太阳辐射较强, 极易被 LE 迅速消耗^[21-22]。另一方面, 强降水事件 [$(31.4 \text{ mm}) \cdot (48 \text{ h})^{-1}$] 最多只能作用到高寒草甸 40 cm 的 SWC^[21, 24], 也一定程度上削弱了降水对 SWS_{0-100} 的影响强度。

3.3 土壤水分通量

SWF 的实质是各种势能综合作用下的水分质量的转移, 主要包括温度梯度驱动的未冻水迁移、重力作用下的自由水下渗和土壤毛细作用下的毛细水迁移^[19]。生长季中, SWF 主要驱动力是由降水、蒸散发等过程引起的土壤含水量增减而导致的土壤剖面基质势梯度的变化, 土壤水迁移以自由水和毛细水为主^[27], 降水对 SWF 的影响也随着土壤深度增加而下降^[8], 本研究也发现 SWF_{20-60} 和 SWF_{60-100} 的变化主要来源于降水的间接作用[图 4(b)]。这主要由于高寒草甸植物根系集中在浅层土壤中形成了一系列大孔隙网络, 提高了土壤的导水率^[12]。非生长季中, 土壤与大气间的水气交换被冻结的表层土壤所阻隔, 土壤水分迁移与冻土融冻导致的温度变化密切相关^[10, 27], 即温度梯度是 SWF 的主要影响因素[图 4(b)]。一方面, 冻结过程中, 土壤水分在温度梯度的作用下向冻结峰汇集, 土壤水分从深层向浅层聚集^[27], 从而导致了 $\Delta(T_{s20-60} - T_{s60-100})$ 对

SWF₂₀₋₆₀和SWF₆₀₋₁₀₀的负效应。消融过程中,由于季节冻土的双向消融,加之浅层融化速率较快^[10,12],在浅层土壤中形成一个水分的高值区,在温度梯度、重力势和基质势的综合作用下,土壤水分向下运移^[10],导致 $\Delta(T_a - T_{s0-20})$ 和 $\Delta(T_{s0-20} - T_{s20-60})$ 对SWF₂₀₋₆₀和SWF₆₀₋₁₀₀产生了正效应[图4(b)]。另一方面,温度是非生长季中土壤水分相变、未冻水含量及土水势的重要影响因素,还可通过改变土壤的导水率和水黏滞系数^[28]来影响土壤水分通量。

4 结论

利用祁连山南麓高寒草甸2017年8月1日—2018年7月31观测资料作为SHAW模型的强迫资料,进行了冻融过程中土壤水热交换的模拟研究,并应用模型结果分析了季节冻结层SWS及SWF的变化特征及环境驱动,得到如下主要结论:

(1)日均SWS₀₋₁₀₀为274.9 mm,约50%集中在20~60 cm中层土壤,生长季和非生长季的日均SWS₀₋₁₀₀分别为264.5和286.4 mm。SWS₀₋₁₀₀最低值和最高值分别出现在6月初和1月初,季节变异较小。蒸散发和群落叶面积指数通过影响SWS₂₀₋₆₀和SWS₀₋₂₀驱动SWS₀₋₁₀₀的季节变化。

(2)日均SWF₀₋₁₀₀为0.16 mm·d⁻¹,生长季和非生长季的分别为3.27和-3.23 mm·d⁻¹,表现为土壤水分在生长季向下传输而非生长季向上汇聚。生长季浅层水分交换活跃,SWF₀₋₂₀为2.85 mm·d⁻¹,而非生长季中浅层、中层和深层差异较小,SWF平均为-1.05 mm·d⁻¹。降水和深层土壤温度梯度通过影响SWF₀₋₂₀、SWF₂₀₋₆₀和SWF₆₀₋₁₀₀驱动SWF₀₋₁₀₀的季节变化。

参考文献(References):

- [1] Wang Genxu, Zhang Zhiqiang, Li Xiaoyan, et al. Introduction to ecohydrology[M]. Beijing: Science Press, 2020. [王根绪, 张志强, 李小雁, 等. 生态水文学概论[M]. 北京: 科学出版社, 2020.]
- [2] Chapin F, Matson P, Mooney H. Principles of terrestrial ecosystem ecology[M]. 2nd ed. New York, USA: Springer-Verlag, 2011, 142-145.
- [3] Fu Jianxin, Cao Guangchao, Guo Wenjiong. Spatial-temporal differentiation of mountain-water-forest-farmland-lake-grass system in Qinghai area of the Qilian Mountain National Park, China[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2021, 32(8): 2866-2874. [付建新, 曹广超, 郭文炯. 祁连山国家公园青海片区山水林田湖草的时空分异[J]. 应用生态学报, 2021, 32(8): 2866-2874.]
- [4] Zhou Xingmin. Kobresia meadow in China[M]. Beijing: Science Press, 2001. [周兴民. 中国嵩草草甸[M]. 北京: 科学出版社, 2001.]
- [5] Li Hongqin, Wu Xialu, Zhang Fawei, et al. The response of soil water holding capacity of alpine meadow in winter pasture to enclosure[J]. Chinese Journal of Grassland, 2021, 43(8): 1-8. [李红琴, 吴夏璐, 张法伟, 等. 高寒草甸冬季牧场土壤持水能力对草地封育的响应[J]. 中国草地学报, 2021, 43(8): 1-8.]
- [6] Xue Jian, Li Zongxing, Feng Qi, et al. Spatiotemporal variation characteristics of water conservation amount in the Qilian Mountains from 1980 to 2017[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44(1): 1-13. [薛健, 李宗省, 冯起, 等. 1980—2017年祁连山水源涵养量时空变化特征[J]. 冰川冻土, 2022, 44(1): 1-13.]
- [7] Liu Yang, Zhao Lin, Li Ren. Simulation of the soil water-thermal features within the active layer in Tanggula region, Tibetan Plateau, by using SHAW model[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(2): 280-290. [刘杨, 赵林, 李韧. 基于SHAW模型的青藏高原唐古拉地区活动层土壤水热特征模拟[J]. 冰川冻土, 2013, 35(2): 280-290.]
- [8] Guo Linmao, Chang Juan, Zhou Jian, et al. Analysis of thermal-moisture conditions of active layer and energy-water balance of land-atmosphere system in Tanggula area[J]. Plateau Meteorology, 2020, 39(2): 254-265. [郭林茂, 常娟, 周剑, 等. 唐古拉地区活动层水热状况及地气系统能水平衡分析[J]. 高原气象, 2020, 39(2): 254-265.]
- [9] Yang Meixue, Yao Tandong, Gou Xiaohua, et al. The soil moisture distribution, thawing-freezing processes and their effects on the seasonal transition on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2003, 21(5): 457-465.
- [10] Dai Licong, Ke Xun, Zhang Fawei, et al. Characteristics of hydro-thermal coupling during soil freezing-thawing process in seasonally frozen soil regions on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(2): 390-398. [戴黎聪, 柯寻, 张法伟, 等. 青藏高原季节冻土区土壤冻融过程水热耦合特征[J]. 冰川冻土, 2020, 42(2): 390-398.]
- [11] Gu Song, Tang Yanhong, Cui Xiaoyong, et al. Energy exchange between the atmosphere and a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 129: 175-185.
- [12] Zhang Fawei, Li Hongqin, Li Yikang, et al. Strong seasonal connectivity between shallow groundwater and soil frost in a humid alpine meadow, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrology, 2019, 574: 926-935.
- [13] Wang Genxu, Yang Yan, Zhang Guangtao, et al. Cryosphere ecosystems: outpost and barrier in global change[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 2020, 35(4): 425-433. [王根绪, 杨燕, 张光涛, 等. 冰冻圈生态系统: 全球变化的前哨与屏障[J]. 中国科学院院刊, 2020, 35(4): 425-433.]
- [14] Zhou Jian, Wang Genxu, Li Xin, et al. Energy-water balance of meadow ecosystem in cold frozen soil areas[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(3): 398-407. [周剑, 王根绪, 李新, 等. 高寒冻土地区草甸草地生态系统的能量-水分平衡分析[J]. 冰川冻土, 2008, 30(3): 398-407.]
- [15] Liu Bingxia, Shao Ming'an. Modeling soil-water dynamics and soil-water carrying capacity for vegetation on the Loess Plateau, China[J]. Agricultural Water Management, 2015, 159: 176-184.
- [16] Wang Genxu, Xia Jun, Li Xiaoyan, et al. Critical advances in understanding ecohydrological processes of terrestrial vegetation: from leaf to watershed scale[J]. Chinese Science Bulletin, 2021, 66(12): 2155-2165.

- tin, 2021, 66(Suppl 2): 3667-3683. [王根绪, 夏军, 李小雁, 等. 陆地植被生态水文过程前沿进展: 从植物叶片到流域[J]. 科学通报, 2021, 66(增刊2): 3667-3683.]
- [17] Zhou Guoyi, Xia Jun, Zhou Ping, et al. Not vegetation itself but mis-revegetation reduces water resources[J]. *Scientia Sinica: Terrae*, 2021, 51(2): 175-182. [周国逸, 夏军, 周平, 等. 不恰当的植被恢复导致水资源减少[J]. 中国科学: 地球科学, 2021, 51(2): 175-182.]
- [18] Fu Bojie, Ouyang Zhiyun, Shi Peng, et al. Current condition and protection strategies of Qinghai-Tibet Plateau ecological security barrier[J]. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 2021, 36(11): 1298-1306. [傅伯杰, 欧阳志云, 施鹏, 等. 青藏高原生态安全屏障状况与保护对策[J]. 中国科学院院刊, 2021, 36(11): 1298-1306.]
- [19] Zhao Lin, Hu Guojie, Zou Defu, et al. Permafrost changes and its effects on hydrological processes on Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 2019, 34(11): 1233-1246. [赵林, 胡国杰, 邹德富, 等. 青藏高原多年冻土变化对水文过程的影响[J]. 中国科学院院刊, 2019, 34(11): 1233-1246.]
- [20] Flerchinger G N, Caldwell T G, Cho J, et al. Simultaneous heat and water (SHAW) model: model use, calibration, and validation[J]. *Transactions of the ASABE*, 2012, 55(4): 1395-1411.
- [21] Li Jing, Zhang Fawei, Si Mengke, et al. Response of soil water storage to meteorological factors in alpine shrub meadow on Northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Diversity*, 2022, 14(3): 185.
- [22] Zhang Fawei, Li Hongqin, Wang Wenying, et al. Net radiation rather than surface moisture limits evapotranspiration over a humid alpine meadow on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Ecohydrology*, 2018, 11(2): e1925.
- [23] Li Hongqin, Zhang Fawei, Zhu Jingbin, et al. Precipitation rather than evapotranspiration determines the warm-season water supply in an alpine shrub and an alpine meadow[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2021, 300: 108318.
- [24] Dai Licong, Guo Xiaowei, Zhang Fawei, et al. Seasonal dynamics and controls of deep soil water infiltration in the seasonally-frozen region of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 571: 740-748.
- [25] Li Hongqin, Wang Zhuoquan, Zhang Fawei, et al. Soil water conservation function of an alpine graminoid-*Kobresia* meadow on the southern slope of the Qilian Mountains[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2022, 29(3): 135-141, 146. [李红琴, 王卓权, 张法伟, 等. 祁连山南麓高寒禾草-矮嵩草草甸土壤水源涵养功能的特征[J]. 水土保持研究, 2022, 29(3): 135-141, 146.]
- [26] Zhao Lin, Li Ren, Ding Yongjian. Simulation on the soil water-thermal characteristics of the active layer in Tanggula range[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, 30(6): 930-937. [赵林, 李韧, 丁永建. 唐古拉地区活动层土壤水热特征的模拟研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(6): 930-937.]
- [27] Zhao Lin, Cheng Guodong, Li Shuxun, et al. Freezing and melting process of permafrost active layer near Wudaoliang in Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(11): 1205-1211. [赵林, 程国栋, 李述训, 等. 青藏高原五道梁附近多年冻土活动层冻结和融化过程[J]. 科学通报, 2000, 45(11): 1205-1211.]
- [28] Zhang Fawei, Wang Junbang, Lin Li, et al. Temporal variations of soil surface resistance to vapor transfer and its quantitative relationship between soil temperature and soil moisture during non-growing season on an alpine meadow[J]. *Chinese Journal of Agrometeorology*, 2017, 38(2): 96-103. [张法伟, 王军邦, 林丽, 等. 高寒草甸非生长季土壤表层水汽传输阻抗的变化特征和水热驱动[J]. 中国农业气象, 2017, 38(2): 96-103.]
- [29] Guo Donglin, Yang Meixue. Simulation of soil temperature and moisture in seasonally frozen ground of central Tibetan Plateau by SHAW model[J]. *Plateau Meteorology*, 2010, 29(6): 1369-1377. [郭东林, 杨梅学. SHAW 模式对青藏高原中部季节冻土区土壤温、湿度的模拟[J]. 高原气象, 2010, 29(6): 1369-1377.]
- [30] Yang Yong, Chen Rensheng, Ye Baisheng, et al. Heat and water transfer processes on the typical underlying surfaces of frozen soil in cold regions(I): model comparison[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(6): 1545-1554. [阳勇, 陈仁升, 叶柏生, 等. 寒区典型下垫面冻土水热过程对比研究(I): 模型对比[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1545-1554.]
- [31] Li Hongqin, Zhang Fawei, Li Yingnian, et al. Thirty-year variations of above-ground net primary production and precipitation-use efficiency of an alpine meadow in the north-eastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Grass and Forage Science*, 2015, 71(2): 208-218.
- [32] Cao Guangmin, Zhang Fawei. Chinese ecosystem observation and research dataset: grassland and desert ecosystem volume, Qinghai Haibei (2004—2015)[M]. Beijing: China Agriculture Press, 2021. [曹广民, 张法伟. 中国生态系统定位观测与研究数据集: 草地与荒漠生态系统卷-青海海北站(2004—2015)[M]. 北京: 中国农业出版社, 2021.]
- [33] Li Hongqin, Zhu Jingbin, Zhang Fawei, et al. Growth stage-dependant variability in water vapor and CO₂ exchanges over a humid alpine shrubland on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2019, 268: 55-62.
- [34] R Development Core Team. R: A language and environment for statistical computing[DB/CD]. Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2006.
- [35] Lefcheck J S. piecewiseSEM: Piecewise structural equation-modelling in R for ecology, evolution, and systematics[J]. *Methods in Ecology and Evolution*, 2016, 7(5): 573-579.
- [36] Zhang Fawei, Guo Zhujun, Li Yikang, et al. Effect of soil temperature and volumetric moisture content on vegetation degeneration over the *Achnatherum Splendens* steppe around the Qinghai Lake, China[J]. *Arid Zone Research*, 2013, 30(2): 219-225. [张法伟, 郭竹筠, 李以康, 等. 青海湖茈菰草干草原植被退化对土壤温湿特征的影响[J]. 干旱区研究, 2013, 30(2): 219-225.]

Simulation of soil water storage and flux of alpine meadow using SHAW model on the Qilian Mountains

ZHANG Fawei^{1,2}, YI Lübei³, GUO Xiaowei², YANG Yongsheng²,

LI Jiexia², CAO Guangmin², LI Yingnian^{1,2}

(1. Institute of Sanjiangyuan National Park, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China; 2. Key Laboratory of Adaptation and Evolution of Plateau Biota, Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China;

3. Forestry Carbon Sequestration Service Center, Qinghai Forestry and Grassland Bureau, Xining 810008, China)

Abstract: Alpine meadows are one of the most important vegetation types in Qilian Mountain National Park. Quantifying soil water storage and exchange is essential to evaluating the function of regional water conservation. Based on the continuous observational hydrothermal data from August 1, 2017, to July 31, 2018, and the parameterized SHAW (simultaneous heat and water) model, this paper aimed to explore the seasonal variations of 0–100 cm soil water storage and soil water flux and their environmental controls. The results showed that the SHAW model could simulate soil hydrothermal processes reasonably. The simulation performance of soil water content was better than that of soil temperature. The daily 0–100 cm soil water storage (SWS_{0-100}) was 274.99 ± 19.57 mm (Mean \pm S. D.), which was 21.92 mm lower in the growing season from May to October than that of the nongrowing season. The seasonal variations of SWS_{0-100} were mainly controlled negatively by evapotranspiration and positively by leaf area index, through the effects of shallow (0–20 cm) and middle (20–60 cm) soil moisture storage. The daily 0–100 cm soil water flux (SWF_{0-100}) exhibited downward transmission and averaged 0.16 ± 9.52 mm \cdot d⁻¹. SWF_{0-100} migrated downward at a rate of 3.27 mm \cdot d⁻¹ during the growing season and converged upward at a rate of -3.23 mm \cdot d⁻¹ during the nongrowing season. The seasonal variations of SWF_{0-100} were indirectly determined by precipitation and deep soil temperature gradients, via the effects of the shallow, middle soil water flux and the deep (60–100 cm) soil water fluxes. The research results can provide data support and a theoretical basis for the scientific evaluation of the water conservation function of alpine meadows in the Qilian Mountains.

Key words: alpine meadow; soil water storage; soil water flux; SHAW model; structural equation model

(责任编辑: 吴晓东)